

朱士超, 银燕, 金莲姬, 等. 2011. 青藏高原一次强对流过程对水汽垂直输送的数值模拟 [J]. 大气科学, 35 (6): 1057–1068. Zhu Shichao, Yin Yan, Jin Lianji, et al. 2011. A numerical study of the vertical transport of water vapor by intense convection over the Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (6): 1057–1068.

青藏高原一次强对流过程对 水汽垂直输送的数值模拟

朱士超 银燕 金莲姬 陈倩

南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

摘 要 本文采用中尺度天气研究预测模式 (WRF) 模拟了青藏高原那曲地区的一次强对流过程, 分析了强对流对水汽的垂直输送量及对模式不同云微物理参数化方案的敏感性。通过与实测资料的比较, 发现此次模拟在对流发生时间、地点、降水时间等方面均与实际接近。敏感性试验表明: 当对流发生时, 对流区域向上的水汽通量随海拔高度呈先增大后减小的趋势, 该趋势对参数化方案不敏感。24 小时总水汽垂直输送量随高度的变化也是如此。成因分析表明, 这与云微物理过程参数化对所模拟云中垂直上升运动的影响有关。由于强对流对水汽的垂直输送作用所引起的对流层上层加湿程度和加湿作用持续时间都对云微物理参数化方案敏感, 当选用不同云微物理方案进行模拟时, 对流层上层水汽混合比的过程最大值可造成 20.3% 的差异, 使对流层上层加湿所持续的时间从 1.5 到 7 小时不等。进行 24 小时平均后, 对流层上层湿度对云微物理方案的敏感性虽然有所减少, 但方案间的最大差异仍有 14.3%。因此, 本文利用 WRF 对个例的模拟结果表明, 在利用 WRF 数值模式研究强对流对对流层上层区域湿度的影响时, 云微物理方案的不确定性对结果的影响在一天尺度内仍是不可忽视的。

关键词 青藏高原 对流云 水汽输送 数值模拟

文章编号 1006-9895 (2011) 06-1057-12

中图分类号 P426

文献标识码 A

A Numerical Study of the Vertical Transport of Water Vapor by Intense Convection over the Tibetan Plateau

ZHU Shichao, YIN Yan, JIN Lianji, and CHEN Qian

Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract The vertical transport of water vapor by a severe convective process occurring in Nagqu area over the Tibetan Plateau has been investigated using the Weather Research Forecast (WRF) model with different cloud microphysical schemes. The simulated characteristics of the storm reveal good agreement with observations, such as the onset and location of convection and precipitation. The results show that when the convective cloud arises, the upward flux of water vapor over the convective region increases at first then declines with altitude, and is not sensitive to cloud microphysical schemes. Similar trend is also found for the total water vapor integrated over a period of 24 hours. A further analysis shows that this trend is correlated to the vertical updraft in the cloud, that is, both the

收稿日期 2010-12-29, 2011-06-17 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB428602, 国家自然科学基金资助项目 41075029, 江苏省普通高校研究生科研创新计划资助项目 CX09B_225Z

作者简介 朱士超, 男, 1984 年出生, 硕士, 研究方向: 对流云的垂直输送作用研究。E-mail: zsc-6387099@163.com

通讯作者 银燕, E-mail: yinyan@nuist.edu.cn

short-time humidifying effect in the upper troposphere and duration are sensitive to cloud microphysical parameterization schemes. The largest difference of the maximum upper tropospheric water vapor mixing ratio can reach 20.3% among different schemes, leading to humidifying lasting from 1.5 to 7 hours. Taking a 24-hour average can reduce the sensitivity of upper troposphere humidity, but the maximum still reaches 14.3%. The results of this study indicate that when the WRF model is used for studies of the effects of deep convection on the upper tropospheric water vapor, the uncertainty induced by using different microphysical schemes cannot be neglected within 24-hour time scale.

Key words Tibetan Plateau, convective cloud, transport of water vapor, model simulation

1 引言

青藏高原对中国、东亚乃至全球的气候都有非常重要的影响(叶笃正等, 1957; Yanai and Li, 1994; 吴国雄等, 2005; 吕达仁等, 2009; 朱玉祥等, 2009)。陈斌等(2010)的数值模拟结果表明, 青藏高原及其周边区域是全球平流层下层区域水汽的关键源区。而对流层上层及平流层下层区域的水汽因寿命长而被认为对气候有重要影响(Sinha and Harries, 1995; Oltmans and Hofmann, 1995; Harries, 1997; Wang et al., 2009)。因此, 向对流层上层及平流层下层区域垂直输送水汽也许是青藏高原影响全球气候的重要途径之一。Fu et al. (2006)利用卫星数据分析发现, 青藏高原对流要比季风区对流发展得更旺盛, 能够输送更多的水汽到高空。因此, 研究青藏高原强对流系统对水汽的垂直输送作用可以为评估青藏高原对全球气候的作用提供基础。

在青藏高原以及全球其他地区的一些观测分析表明, 深对流云对水汽的垂直输送作用可以显著地影响对流层上层及平流层下层区域的水汽分布(Bates et al., 1996; Sherwood and Dessler, 2000; Read et al. 2004; 占瑞芬和李建平, 2008; 银燕等, 2010)。但观测分析不能够完全把对流输送作用与其他过程的作用区分开来, 也不利于定量研究。也有一些学者(Highwood and Hoskins, 1998; Gettelman and Sobel, 2000; Dessler and Sherwood, 2004; Gettelman and Birner, 2007; Chemel et al., 2009)用数值模拟的方法进行了强对流输送对对流层上层及平流层下层区域湿度影响的研究。Dessler and Sherwood (2004)提出强对流的输送作用对对流层高层水汽浓度的影响很大。他们用一个简单的模式估算得出: 由于对流的输送作用使得对流层高层水汽增加了40%。Gettelman and Birner (2007)基于

全球尺度的气候模拟提出, 大尺度天气过程及其驱动的中小尺度过程对对流层上层的成分变化起主要作用, 同时提出由于描述云过程的微物理方案涉及太多不确定的参数, 所以结果可能存在着不确定性。Chemel et al. (2009)把不确定性归因于模式分辨率的不足。

由此可见, 虽然数值模拟方法是定量研究强对流对对流层上层及平流层下层区域水汽影响的有效方法, 但是在现有的模式模拟能力下, 其结果存在着不确定性, 这必然会影响到对关键区域(例如青藏高原)气候效应的评估结果。这种不确定性的可能来源是多方面的, 而云微物理方案和模式分辨率问题都可能是其来源。对于云微物理方案而言, 其不确定性对结果的影响到底有多大? 模拟时间加长后, 是否可以减小这种不确定性? 目前还不清楚。

考虑到青藏高原是全球气候变化的一个关键区, 我国学者很重视青藏高原高空大气成分问题的研究(Liu et al., 2003; Bian et al., 2006; 李莹等, 2007; 樊雯璇等, 2008; Liu et al., 2009; 王卫国等, 2010), 但是在该地区所进行的强对流对水汽垂直输送作用的定量研究尚严重不足, 因此本文选择该地区进行相关研究。为了去除模式分辨率不足所带来的影响, 这里使用高分辨率模式。具体地说, 本文使用中尺度高分辨率模式 WRF, 针对青藏高原一次强对流个例, 进行深对流对水汽的垂直输送量及其对云微物理参数化方案的敏感性试验。

2 个例及模拟方案

2.1 个例实况

在青藏高原, 当对流层上层受青藏高压控制时, 500 hPa 伊朗高压和太平洋高压远离高原, 将引起高原上切变线和低涡天气系统盛行, 这有利于青藏高原地区对流云的发生和发展, 再加上夏季高

原作为大热源，经常处在潜在不稳定状态，因此青藏高原成为我国对流最旺盛的地区之一，并常伴随有阵性降水、雷电和冰雹等灾害性天气过程的发生（乔全明和张雅高，1994）。

西藏那曲地区位于念青唐古拉山和唐古拉山之间，经纬度为（31°29′N，92°04′E），海拔高度 4500 多米。2003 年 8 月 13 日在那曲的野外观测中，遇到了一次较典型的中心移经测站上空的雷暴云过程（郭凤霞等，2007a）。20:30（当地标准时间，下同）左右自西北方向开始发展，21:00 左右移至测站当顶位置，闪电频繁，伴随着降雹过程，约 15 min 后向东南方向移去，21:30 以后电场渐弱，雷声渐小。当时中低层为西南风，中上层为西风，上层为西南风，最大风速出现在 350 hPa 左右，为 13 m/s（西南风）。本文将分析此次强对流过程，文中所用高度均为海拔高度。

2.2 模式及模拟方案

WRF 模式系统是新一代中尺度预报模式和同化系统。它支持单向和双向多重区域嵌套，具有较高的计算效率（章国材，2004）。该模式重点考虑从云尺度到天气尺度等重要天气的预报，因此它支

持高分辨率的非静力模拟和多种不同参数化方案。

本文采用 WRF-V3.0 模式版本，利用 1°×1°的 NCEP 全球分析资料对 2003 年 8 月 13 日青藏高原那曲地区的一次强对流个例进行模拟。模式采用三重嵌套 [图 1（见文后彩图）]，图 1 中彩色色标代表地形高度，模拟区域中心经纬度为（31.38°N，91.93°E）。积分时间从 2003 年 8 月 13 日 08:00 到 8 月 14 日 08:00，共 24 小时，模式垂直方向上分为不等间距的 31 个层次，各嵌套格点数均为 91×91，水平分辨率分别为 9 km、3 km、1 km，时间分辨率分别为 45 s、15 s、5 s。

WRF 模式中适合高分辨率模拟的云微物理方案有 5 个，5 个方案有各自的云微物理量预报方程，各方案的特点如表 1 所示，方案中云微物理预报量的设置如表 2 所示，本文分别选取这 5 个方案对此次个例进行模拟。

边界层参数化方案选择 Mellor-Yamada-Janjic（MYJ）方案，此方案适合模拟深对流云的发展，在云顶高度等方面的模拟比其他方案更加接近实际情况（Li et al., 2010）。模式每 10 分钟输出一次结果。

表 1 云微物理方案特点
Table 1 Characteristics of microphysical schemes

参数化方案	方案特点
Lin 方案	单参数化方案，考虑了 22 种云物理过程，包含了冰相过程和混合相过程，源于 Purdue 云模式，常用于理论研究。
Morrison 方案	双参数化方案，预报量考虑了水凝物质量浓度和数浓度，优点在于可以考察气溶胶谱变化对降水等天气过程的影响。
WSM 6-class 方案	单参数化方案，提出了一种新的方法来计算混合相粒子的下落速度，适合做小尺度天气过程的模拟。
Goddard GCE 方案	单参数化方案，基于 Lin 方案设计，改变了霰和雹的尺度谱，增加了新的饱和度计算方法，改变了物质沉降量的计算。
Thompson 方案	双参数化方案，预报量没有 Morrison 方案多，仅有云冰数浓度，在原来单参 BMP 方案基础上考虑了雨滴碰并雪和霰。

表 2 云微物理方案的预报量对比
Table 2 Contrast of forecast parameters among different microphysical schemes

参数	Lin 方案	Morrison 方案	WSM 6-class 方案	Goddard GCE 方案	Thompson 方案
水汽含量 qv	有	有	有	有	有
云水含量 qc	有	有	有	有	有
雨水含量 qr	有	有	有	有	有
云冰含量 qi	有	有	有	有	有
雪含量 qs	有	有	有	有	有
冰雹含量 qg	有	有	有	有	有
云冰数浓度 qni	无	有	无	无	有
雪晶数浓度 qns	无	有	无	无	无
雨滴数浓度 qnr	无	有	无	无	无
冰雹数浓度 qng	无	有	无	无	无

3 模拟结果的验证

3.1 温度廓线特征值

表 3 给出了模拟结果和当天 19:30 那曲站的探空曲线(郭凤霞等, 2007a, 2007b) 一些特征参数的对比。从表 3 中可以看出, 5 个微物理方案均能模拟出对流云, 模拟结果在温度的垂直分布特征值方面与实际接近, 总体来说模拟的对流云比实际对流云发展旺盛。

3.2 对流和降水

本次模拟时长 24 小时, 开始时间为 8 月 13 日 08:00, 结束时间为 8 月 14 日 08:00, 第三重模拟区域内共出现三次对流过程, 5 个方案模拟对流出时间相近, 三次对流出时间分别为: 13 日 12:00、13 日 20:00、14 日 00:40。其中第二次对流过程包含了上文中提到的雷暴个例, 属于强对流过程, 是本文主要的研究对象。

在第三重嵌套内, 各方案模拟结果均在下午 13:00 开始出现降水, 并且在 21:00 降水强度变大。发生在 13:00 的降水属于午后对流降水, 强度比较小, 而在 21:00 左右出现的降水属于上文提到的雷暴个例降水。观测到雷暴移至测站时, 地面雨强变大, 模拟结果也是如此, 与实况相符。

3.3 云水平分布

图 2 为采用不同云微物理方案的模拟结果与实际云图的对比, 时间为 20:50, 模拟结果选择了 10 km 处的云中水凝物混合比图, 云图为 NOAA 的可见光云图, 分辨率为 1 km, 图 2a 中红框所围区域为模拟区域。从图中可以看出模式模拟的云分布与云图大致相同, 但是存在误差, 在模式区域东南部的云没有很好地模拟出来。

3.4 对流单体对水汽的垂直输送

对流层垂直混合作用的平均时间尺度为 1 个

月, 但是当有强对流过程发生时, 地面的各种气体和水汽可以在 1 小时内被传输到对流层上层, 所以传输速度快是对流输送的一个重要特性(Kley, 1997)。为了考察 WRF 模式能否再现对流单体对水汽的垂直输送特征, 这里以 Lin 方案为例, 给出了所模拟的对流云云体截面图。图 3a(见文后彩图) 为 20:50 位于(31.29°N, 91.84°E) 处的对流云云体剖面图, 图中绿色风羽为垂直速度与经向风的叠加, 黑色等值线表示水汽混合比 1 小时内增加的百分比。从图 3a 中可以看出, 6~16 km 高度风速很大, 这与上文实况中提到的 13 m/s 的西南风相符, 在 16~17 km 处, 风速接近静风, 且在图 3b(见文后彩图) 给出的 Lin 方案模拟的 20:50 时刻的温度廓线中可以看出, 17 km 高度温度递减率低于 2 °C/km, 由此我们判断 17 km 高度附近为对流层顶位置(卞建春, 2009)。从图 3a 中还可以看出, 在对流云云体中上部, 水汽混合比在 1 小时内增加了 30%~240%, 且水汽混合比增加 240% 的区域为风向辐合区, 由此可以说明 WRF 模式能够模拟对流云对水汽的垂直输送, 并且此次模拟正确的体现了对流输送的重要特性。

4 水汽垂直输送对云微物理方案的敏感性分析

4.1 水汽输送通量

由于 WRF 模式中没有输出水汽通量, 传统计算水汽通量的方法为 $f = w \cdot \rho_v$ (叶笃正和高由禧, 1979), 所以本文利用模式输出的水汽混合比和垂直速度计算了某高度单位时间内向上的水汽输送通量, 具体为: 由水汽的状态方程推出水汽的密度得到,

$$\rho_v = \frac{\epsilon e}{R_d T},$$

(1)

表 3 各方案模拟结果和实况对比
Table 3 Parameter comparison between simulation and observation

参数	Lin 方案	Morrison 方案	WSM 6-class 方案	Goddard GCE 方案	Thompson 方案	实况
对流有效位能/J·kg ⁻¹	1559	1946	1067	1274	1177	1502
抬升凝结高度/km	6.1	6.0	6.1	6.0	6.3	5.75
零度层高度/km	6.17	6.22	6.20	6.15	6.30	6.27
云顶/km	15.7	14.3	15	15.7	15.0	13.4
云厚/km	9.5	9.0	9.8	10.4	9.5	7.3
地面温度/°C	16.0	16.4	15.9	16.4	17.2	16.3

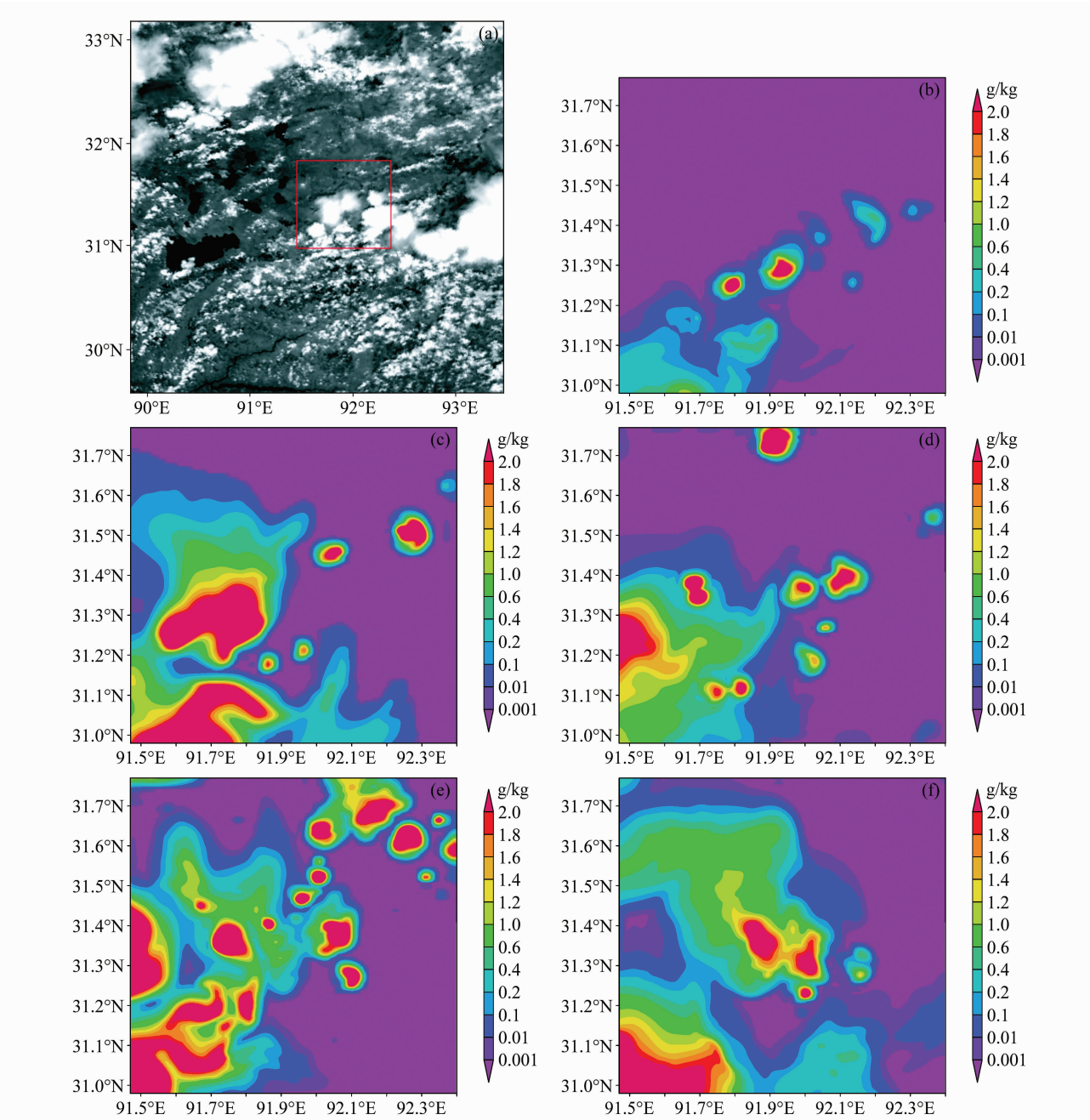


图 2 模式模拟的海拔高度 10 km 处云中水凝物混合比(单位: g/kg)与可见光云图对比: (a) NOAA 卫星 1 km 分辨率的可见光云图; (b) Lin 方案; (c) Morrison 方案; (d) WSM 6-class 方案; (e) Goddard GCE 方案; (f) Thompson 方案

Fig. 2 The contrast between simulated cloud hydrometeor mixing ratio at 10-km height and visible light cloud chart: (a) NOAA satellite cloud image of the visible light with 1-km resolution; (b) Lin scheme; (c) Morrison scheme; (d) WSM 6-class scheme; (e) Goddard GCE scheme; (f) Thompson scheme

其中, $e = pr/(\epsilon + r)$, 得出单位面积上的水汽垂直输送通量, 即水汽输送通量密度

$$f = w\rho_v = \frac{w\epsilon r p}{R_d T(\epsilon + r)}, \tag{2}$$

式中, w 为气流垂直速度, r 为水汽混合比, p 为大气压强, T 为大气温度, R_d 为比气体常数, $\epsilon =$

0.622, 如果模拟的时间长度为 t , 模拟区域的面积为 S , 那么在 t 时间内, 经过面积为 S 的水平面的水汽量为:

$$M = ftS = \frac{w\epsilon r p t S}{R_d T(\epsilon + r)}. \tag{3}$$

由此, 我们可以推算出在此次强对流个例模拟中,

表 4 水汽垂直通量密度对比
Table 4 Water vapor vertical flux density contrast

参数	Lin 方案	Morrison 方案	WSM 6-class 方案	Goddard GCE 方案	Thompson 方案	叶笃正和高 由禧 (1979)
300 hPa 水汽垂直输送通量/ $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	7.5	10.3	5.3	6.2	7.8	2.0
500 hPa 水汽垂直输送通量/ $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$	154.3	71.7	147.6	104.8	86.8	14.4

表 5 各方案最大水汽通量密度和所在高度对比
Table 5 Contrast of the maximum water vapor flux density and its altitude for every scheme

参数	Lin 方案	Morrison 方案	WSM 6-class 方案	Goddard GCE 方案	Thompson 方案
向上最大水汽输送量/ 10^6t	115.2	63.4	106.7	73.4	69.0
向上最大水汽输送量所在海拔高度/m	6213	6607	6213	5834	6213

在第三重嵌套内各个高度上水汽垂直传输的总量。表 4 为模式计算的水汽垂直通量密度与叶笃正和高由禧 (1979) 计算的结果对比,从表中可以看出,在 300 hPa 面上和 500 hPa 面上,各方案计算的水汽通量密度普遍高于叶笃正等人计算的结果,其原因在于后者计算的是整个青藏高原的夏季水汽垂直通量密度平均值,而本文中所给值仅为发生对流区域的 24 小时平均值,所以本文计算的水汽垂直通量密度大于叶笃正等人计算的数值,这也说明了对流输送水汽的显著性和重要性。

图 4 为各方案模拟的不同高度对应的水汽通量密度随时间的变化,此水汽通量密度为水平网格平均值。从图 4 中可以看出,5 个方案的模拟结果都一致显示:5500 m 以下水汽通量密度随时间先增大后减小,5500~12000 m 这个高度范围内的水汽通量密度随着对流发生明显增大,为主要的水汽向上输送带。虽然 5 个方案模拟的水汽通量密度变化趋势类似,但是不同的方案之间也存在着一些差异,首先是通量密度最大值方面,WSM 6-class 方案和 Goddard GCE 方案模拟的最大值均超过了 $400 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,而其他 3 个方案模拟的结果均小于 $400 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$;其次,5 个方案模拟的每个高度对应的 24 小时总水汽输送量存在差异,这一点下文将详细讨论。

图 5 为 5 个方案模拟的第三重嵌套区域内 24 小时总的水汽输送量随高度的变化,从图 5 中可以看出,5 个方案计算得出的水汽输送量随着海拔高度的增加均呈先增大后减小的趋势,在近地面层和 12000 m 以上各方案的模拟结果相差不大,但是在 5500~12000 m 的高度范围内,不同的云微物理方

案模拟的水汽输送量有明显的差异,这与图 4 中所展示的结果一致,说明 5500~12000 m 是水汽通量密度对云微物理方案的敏感高度范围。由表 3 可知 5500~12000 m 正是对流云中下部,说明水汽通量密度对云微物理方案的敏感高度范围为对流云的中下部。

从图 5 中我们得知,不同的云微物理方案模拟的 5500~12000 m 高度范围的 24 小时总的水汽输送量存在明显差异。为了考察 24 小时总的水汽垂直输送对云微物理方案的敏感程度,本文给出了图 5 中各方案模拟的最大水汽输送量和所在海拔高度的对比(见表 5),从表 5 中可以看出,不同的云微物理方案模拟的最大水汽输送量差异较大,Morrison 方案得到的最大值为 $63.4 \times 10^6 \text{t}$,Lin 方案得到的最大值为 $115.2 \times 10^6 \text{t}$,两者相差 $51.8 \times 10^6 \text{t}$,相当于后者比前者高 81.7%;各方案模拟的最大水汽输送量所在海拔高度也存在差异,波动范围为 5834~6213 m。从上面给出的数据可以看出,不同的云微物理方案在水汽的垂直输送上会造成较大差异,那么,造成这种差异的原因是什么?由公式 (3) 可知,不同方案模拟的水汽在垂直输送上的差异受四个参数控制,分别为:垂直速度 w 、水汽混合比 r 、大气压强 p 和大气温度 T ,其他参数各方案均相同。图 6 是四个参数在水平网格上和时间内取平均,得到的平均值随高度的变化,从图中我们可以看出,不同方案模拟的平均水汽混合比 r 、平均大气压强 p 和平均大气温度 T 随高度的变化基本无差异,而平均垂直速度 w 随高度的变化有较大差异,在 5500~12000 m 高度范围,各方案模拟的垂直速度大小和水汽输送量大小一一对应,且变化

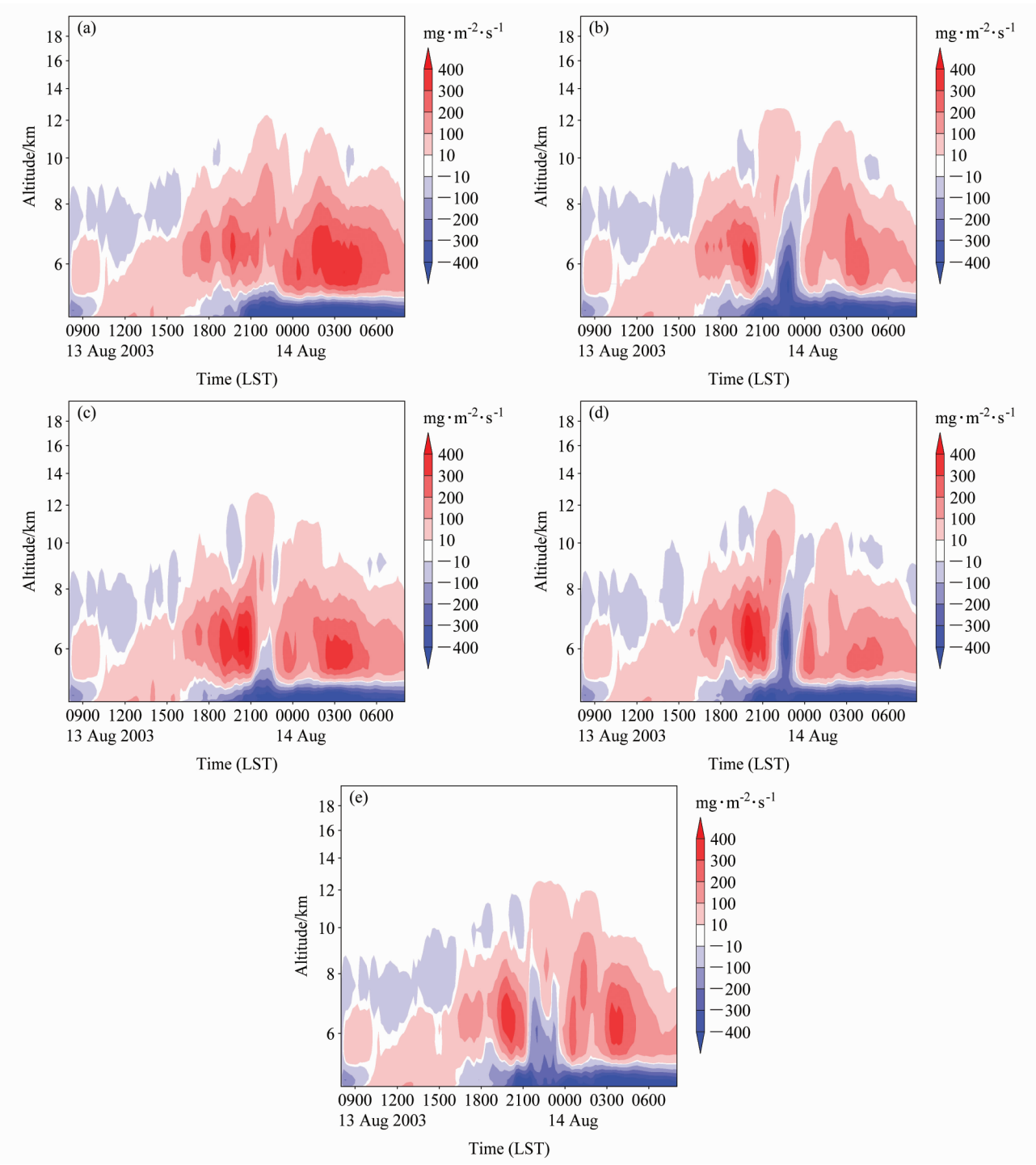


图 4 不同高度水汽垂直输送通量密度随时间的变化 (单位: $\text{mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$): (a) Lin 方案; (b) Morrison 方案; (c) WSM 6-class 方案; (d) Goddard GCE 方案; (e) Thompson 方案

Fig. 4 Height-time variation of water vapor vertical flux density: (a) Lin scheme; (b) Morrison scheme; (c) WSM 6-class scheme; (d) Goddard GCE scheme; (e) Thompson scheme

趋势和水汽输送量随高度变化的趋势近似, 因此可以认为不同方案模拟的 24 小时总水汽输送量差异主要是由平均垂直速度的差异引起的。

4.2 对对流层上层湿度的作用

图 7 是各方案模拟的第三重嵌套内 12~17 km 平均水汽混合比随时间的变化。从图 7 中可以发现

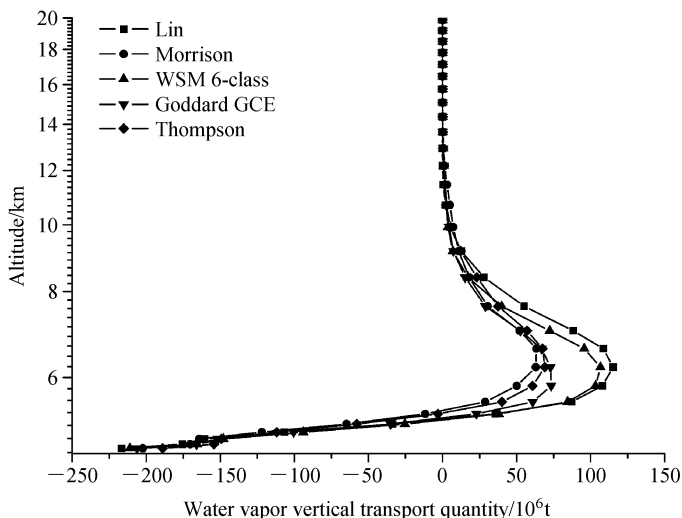


图 5 水汽垂直输送量随高度的变化 (单位: 10^6t)

Fig. 5 Variation of water vapor vertical transport quantity with altitude

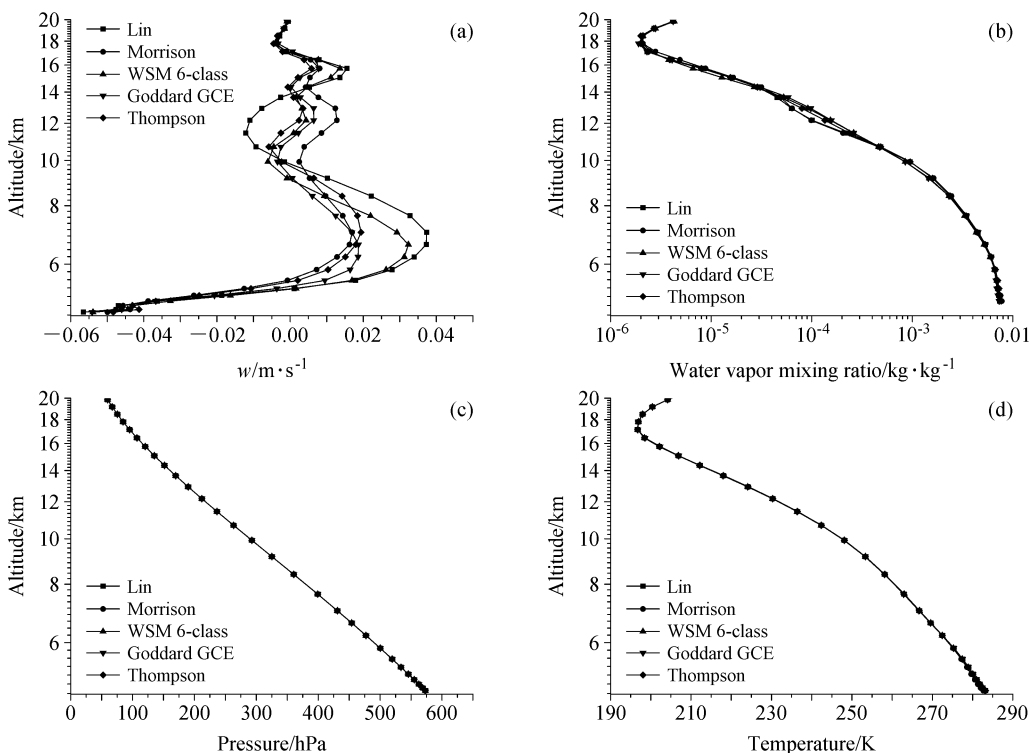


图 6 (a) 垂直速度随高度的变化 (单位: m/s); (b) 水汽混合比随高度的变化 (单位: kg/kg); (c) 气压随高度变化 (单位: hPa); (d) 温度随高度变化 (单位: K)

Fig. 6 (a) Vertical speed variation with altitude; (b) water vapor mixing ratio variation with altitude; (c) pressure variation with altitude; (d) temperature variation with altitude

5 个不同微物理方案模拟的对流层上层水汽大体变化趋势相同,从初始时刻开始,高层水汽混合比呈减小趋势,于中午 12:00 左右减小到最低,随着对流的发生发展,高层水汽混合比上升,22:00 左右,高层水汽混合比增加到最大,随后减小。这与 12 km

高度处水汽通量(见图 8)的起伏基本一致。在对流输送对对流层上层湿度的作用方面,虽然不同微物理方案所得结果都是使得模拟区域平均水汽混合比增大,但是在增大程度方面存在着差异。具体表现在两个方面:(1)模拟区域对流层上层平均水汽

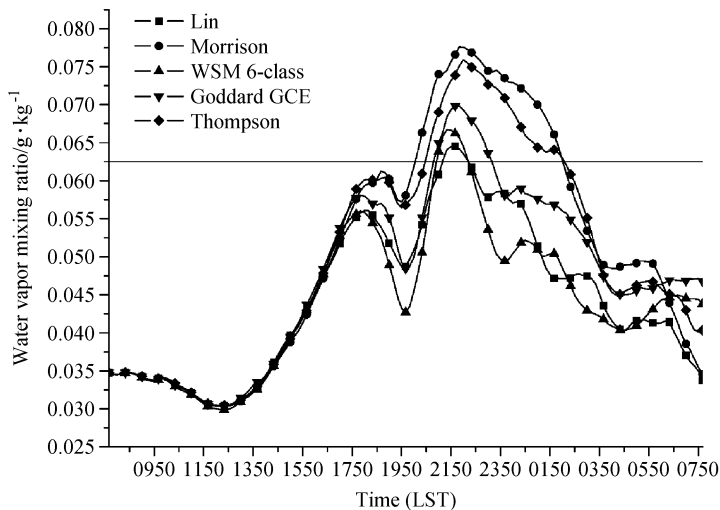


图 7 12~17 km 平均水汽混合比随时间的变化 (单位: g/kg)

Fig. 7 Time variation of water vapor mixing ratio averaged over 12–17 km (unit: g/kg)

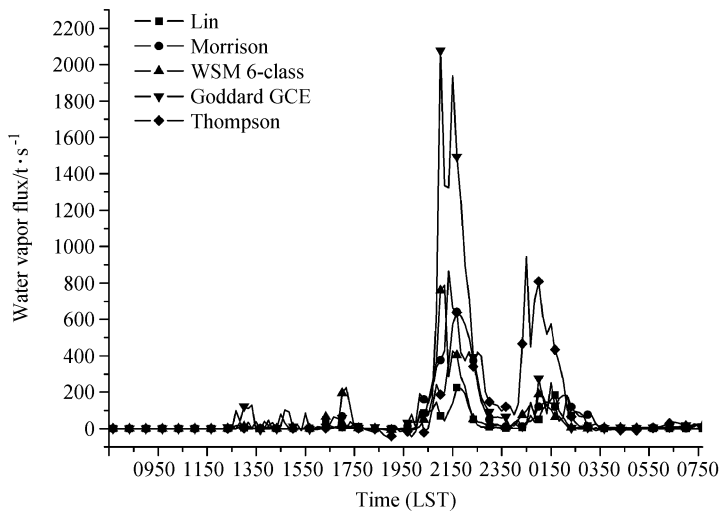


图 8 12 km 高度水汽通量随时间的变化

Fig. 8 Time variation of water vapor flux at 12-km height

混合比的过程最大值间的差异明显。如图 7 所示，Lin 方案得到的过程最大值为 0.0645 g/kg，Morrison 方案得到的高层水汽混合比最大值为 0.0776 g/kg，两者相差 0.0131 g/kg，相当于后者比前者高 20.3%。(2) 对流输送对对流层上层加湿作用持续时间的差异明显。如图 7 所示，12~17 km 平均水汽混合比在开始出现增大前为 0.03 g/kg，之后对流作用使混合比增大。如果以混合比增大 1 倍作为标准，则在对流输送使对流层上层加湿 1 倍作用所持续的时间方面，不同方案的模拟结果不同。Lin 方案为 1.5 小时，Thompson 方案为 7 小时。

由图 7 中我们得知 12~17 km 范围内湿度随时间的变化对云微物理方案敏感，那么，较长时间（例如 24 小时）的平均湿度对云微物理方案是否敏感？表 6 给出了各方案模拟的 12~17 km 范围内所有格点上水汽混合比 24 小时平均值，表 6 显示最小、最大值分别为 0.0442、0.0505 g/kg，两者相差 0.0063 g/kg，相当于后者比前者多了 14.3%。由图 7 可知，各方案模拟的 12~17 km 范围内水汽混合比初始平均值均为 0.0348 g/kg，与 24 小时平均值比较发现，虽然不同的云微物方案模拟的对流层上层湿度都增加了，但是增加的幅度不同，相对

于初始值最少的增加了 27%，最多的增加了 45%。Harries (1997) 曾经通过敏感性试验指出，对流层上层的水汽若出现几个百分点的误差，其效应相当于大气中的 CO₂ 成倍增长所引起的温室效应的改变。因此，关于强对流对流层上层区域湿度作用的影响方面，云微物理方案的不确定性对结果的影响在一天尺度内仍是不可忽视的。

表 6 各方案模拟的 12~17 km 范围内水汽混合比 24 小时平均值

Table 6 The average water vapor mixing ratio in 12 - 17-km height range for 24 h

参数化方案	水汽混合比/g·kg ⁻¹
Lin 方案	0.0442
Morrison 方案	0.0505
WSM 6 - class 方案	0.0447
Goddard GCE 方案	0.0475
Thompson 方案	0.0497

5 结论与讨论

本文利用中尺度 WRF 模式，模拟了 2003 年 8 月 13 日青藏高原那曲地区的一次强对流过程。分析了强对流对水汽的垂直输送通量随高度的变化特征，并进行了强对流对水汽垂直输送作用对云微物理方案的敏感性试验。主要得到如下结论：

(1) WRF 模式能够模拟青藏高原地区强对流系统的发生、发展和对水汽的垂直输送的基本特征。在强对流系统的发生时间、区域、强降水出现时间等方面模拟结果与实况基本一致。

(2) 当对流发生时，对流区域向上的水汽通量随海拔高度呈先增大后减小的趋势，该趋势对参数化方案不敏感，但水汽通量的强度对方案敏感。24 小时总水汽输送量随高度的变化也是如此，成因分析表明，24 小时平均的垂直速度对云微物理参数化方案的敏感，造成了 5500~12000 m 高度范围内 24 小时总水汽通量对参数化方案的敏感性，对于该高度范围内的最大值，不同的参数化方案最大可造成 81.7% 的差异。

(3) 考察对流系统对对流层上层加湿作用时发现：对流层上层被短时加湿程度和加湿作用持续时间都对云微物理参数化方案敏感。具体表现在两个方面：① 模拟区域对流层上层平均水汽混合比的过程最大值间的差异明显，微物理方案最大可造成

20.3% 的差异；② 由对流输送造成的对流层上层增湿时间不同。不同方案模拟的增湿时间从 1 小时到几小时不等。

(4) 最后考察了对流层上层 24 小时平均湿度对云微物理参数化方案的敏感程度，发现不同方案之间最大可造成 14.3% 的差异。根据前人的研究判断，此误差不可忽视。

由本文的分析可知，WRF 模式能够模拟我国青藏高原地区夏季强对流的发展过程，但是采用不同云微物理参数化方案模拟的对流层上层水汽变化存在差异，本文对此差异做了定量分析，并简单分析了造成此差异的原因。同时由于缺乏详细的观测资料对比，无法判断模拟青藏高原强对流的最优参数化方案，所以有必要进一步使用更详细的观测资料对更多的个例进行对比研究。此外，通过敏感性试验发现，由于云微物理参数化方案的不确定性造成的对流层上层水汽计算误差，对于其气候效应的评估不可忽视，因此，完善云物理参数化方案对气候的数值模拟评估有着重要作用。

参考文献 (References)

Bates J J, Wu X, Jackson D L. 1996. Interannual variability of upper-troposphere water vapor band brightness temperature [J]. *J. Climate*, 9: 427 - 438.

卞建春. 2009. 上对流层/下平流层大气垂直结构研究进展 [J]. *地球科学进展*, 24 (3): 262 - 269. Bian Jianchun. 2009. Recent advances in the study of atmospheric vertical structures in upper troposphere and lower stratosphere [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 24 (3): 262 - 269.

Bian J C, Wang G C, Chen H B, et al. 2006. Ozone mini-hole occurring over the Tibetan Plateau in December 2003 [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 51 (7): 885 - 888.

Chemel C, Russo M R, Pyle J A, et al. 2009. Quantifying the imprint of a severe hector thunder storm during ACTIVE/SCOUT-O3 onto the water content in the upper troposphere/lower stratosphere [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137: 2493 - 2514.

陈斌, 徐祥德, 卞建春. 2010. 夏季亚洲季风区对流层向平流层输送的源区、路径及其时间尺度的模拟研究 [J]. *大气科学*, 34 (3): 495 - 505. Chen Bin, Xu Xiangde, Bian Jianchun. 2010. Sources, pathways and timescales for the troposphere to stratosphere transport over Asian monsoon regions in boreal summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (3): 495 - 505.

Dessler A E, Sherwood S C. 2004. Effect of convection on the summertime extratropical lower stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*,

- 109, D23301. doi: 10.1029/2004JD005209.
- 樊雯璇, 王卫国, 卞建春, 等. 2008. 青藏高原及其临近区域穿越对流层顶质量通量的时空演变特征 [J]. 大气科学, 32 (6): 1309–1318. Fan Wenxuan, Wang Weiguo, Bian Jianchun, et al. 2008. The distribution of cross-tropopause mass flux over the Tibetan Plateau and its surrounding regions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (6): 1309–1318.
- Fu R, Hu Y L, Wright J S, et al. 2006. Short circuit of water vapor and polluted air to the global stratosphere by convective transport over the Tibetan Plateau [J]. PNAS, 103: 5664–5669.
- Gettelman A, Sobel A H. 2000. Direct diagnoses of stratosphere–troposphere exchange [J]. J. Atmos. Sci., 57: 3–16.
- Gettelman A, Birner T. 2007. Insights into tropical tropopause layer processes using global models [J]. J. Geophys. Res., 112, D23104, doi: 10.1029/2007JD008945.
- 郭凤霞, 张义军, 言穆弘. 2007a. 青藏高原雷暴云降水与地面电场的观测和数值模拟 [J]. 高原气象, 26 (2): 257–263. Guo Fengxia, Zhang Yijun, Yan Muhong. 2007a. Numerical study and observation of the relationship between surface electric field and precipitation in thunderstorm over Qinghai–Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26 (2): 257–263.
- 郭凤霞, 张义军, 言穆弘. 2007b. 青藏高原那曲地区雷暴云电荷结构特征数值模拟研究 [J]. 大气科学, 31 (1): 28–36. Guo Fengxia, Zhang Yijun, Yan Muhong. 2007b. A numerical study of the charge structure in thunderstorm in Nagqu area of the Qinghai–Xizang Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (1): 28–36.
- Harries J E. 1997. Atmospheric radiation and atmospheric humidity [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 123: 2173–2186. doi: 10.1002/qj.49712354402.
- Highwood E J, Hoskins B J. 1998. The tropical tropopause [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 124: 1574–1604.
- Kley D. 1997. Tropospheric chemistry and transport [J]. Science, 276: 1043–1044.
- Li J P, Yin Y, Jin L J, et al. 2010. A numerical study of tropical deep convection using WRF model [J]. J. Tropical Meteorology, 16 (3): 247–257.
- 李莹, 赵春生, 方圆圆, 等. 2007. 利用卫星资料分析对流层臭氧柱总量分布特征及其可能的原因 [J]. 应用气象学报, 18 (2): 181–186. Li Ying, Zhao Chunsheng, Fang Yuanyuan, et al. 2007. Analysis of distribution and seasonal change of tropospheric ozone residual in recent 20 years using satellite data [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 18 (2): 181–186.
- Liu Y, Wang Y, Liu X, et al. 2009. Tibetan middle tropospheric ozone minimum in June discovered from GOME observations [J]. Geophys. Res. Lett., 36 (5): 1–6.
- Liu Y, Li W L, Zhou X J, et al. 2003. Mechanism of formation of the ozone valley over the Tibetan Plateau in summer—Transport and chemical process of ozone [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 20 (1): 103–109.
- 吕达仁, 卞建春, 陈洪滨, 等. 2009. 平流层大气过程研究的前沿与重要性 [J]. 地球科学进展, 24 (3): 222–228. Lü Daren, Bian Jianchun, Chen Hongbin, et al. 2009. Frontiers and significance of research on stratospheric processes [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 24 (3): 222–228.
- Oltmans S J, Hofmann D J. 1995. Increase in lower-stratospheric water vapor at a mid-latitude Northern Hemisphere site from 1981 to 1994 [J]. Nature, 374: 146–149, doi: 10.1038/374146a0.
- 乔全明, 张雅高. 1994. 青藏高原天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 45–46. Qiao Quanming, Zhang Yagao. 1994. Tibetan Plateau Weather [M]. Beijing: China Meteorological Press, 45–46.
- Read W G, Wu D L, Waters J W, et al. 2004. Dehydration in the tropical tropopause layer: Implications from the UARS microwave limb sounder [J]. J. Geophys. Res., 109, D06110, doi: 10.1029/2003JD004056.
- Sherwood S C, Dessler A E. 2000. On the control of stratospheric humidity [J]. Geophys. Res. Lett., 27: 2513–2516.
- Sinha A, Harries J E. 1995. Water vapour and greenhouse trapping: The role of far infrared absorption [J]. Geophys. Res. Lett., 22 (16): 2147–2150.
- Wang P K, Setvák M, Lyons M. 2009. Further evidences of deep convective vertical transport of water vapor through the tropopause [J]. Atmos. Res., 94: 400–408.
- 王卫国, 梁俊平, 王颢樾, 等. 2010. 青藏高原及附近区域穿越对流层顶的质量和臭氧通量研究 [J]. 高原气象, 29 (3): 554–562. Wang Weiguo, Liang Junping, Wang Haoyue, et al. 2010. Comparative study on mass and ozone fluxes cross tropopause over Qinghai–Xizang Plateau and its surrounding areas [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29 (3): 554–562.
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘新, 等. 2005. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局 [J]. 大气科学, 29 (1): 47–56. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Xin, et al. 2005. How the heating over the Tibetan Plateau affects the Asian climate in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (1): 47–56.
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡 [J]. 气象学报, 28: 108–121. Ye Duzheng, Luo Siwei, Zhu Baozhen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 28: 108–121.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 210–211. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. Tibetan Plateau Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 210–211.
- Yanai M, Li C. 1994. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau [J]. Mon. Wea. Rev., 122: 305–323.
- 银燕, 曲平, 金莲姬, 等. 2010. 热带深对流云对 CO、NO、NO_x 和 O₃ 的垂直输送作用 [J]. 大气科学, 34 (5): 925–935. Yin Yan, Qu Ping, Jin Lianji, et al. 2010. Vertical transport of CO, NO, NO_x, and O₃ by tropical deep convective clouds [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (5): 925–935.

占瑞芬, 李建平. 2008. 青藏高原地区大气红外探测器 (AIRS) 资料质量检验及揭示的上对流层水汽特征 [J]. 大气科学, 32 (2): 242–260. Zhan Ruifen, Li Jianping. 2008. Validation and characteristics of upper tropospheric water vapor over the Tibetan Plateau from AIRS satellite retrieval [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (2): 242–260.

章国材. 2004. 美国 WRF 模式的进展和应用前景 [J]. 气象, (12): 27–31. Zhang Guocai. 2004. Progress of Weather Research and

Forecast (WRF) Model and application in the United States [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 30 (12): 27–31.

朱玉祥, 丁一汇, 刘海文. 2009. 青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究 [J]. 大气科学, 33 (5): 903–915. Zhu Yu-xiang, Ding Yihui, Liu Haiwen. 2009. Simulation of the influence of winter snow depth over the Tibetan Plateau on Summer rainfall in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (5): 903–915.

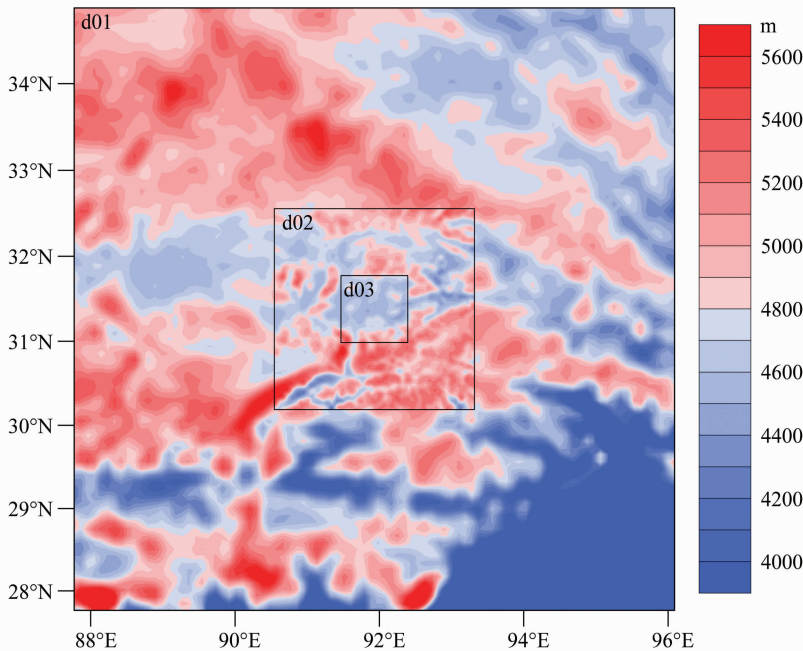


图 1 各嵌套模拟区域 (彩色阴影: 地形高度)
Fig. 1 Nested grid domains (color shadow: terrain height MSL)

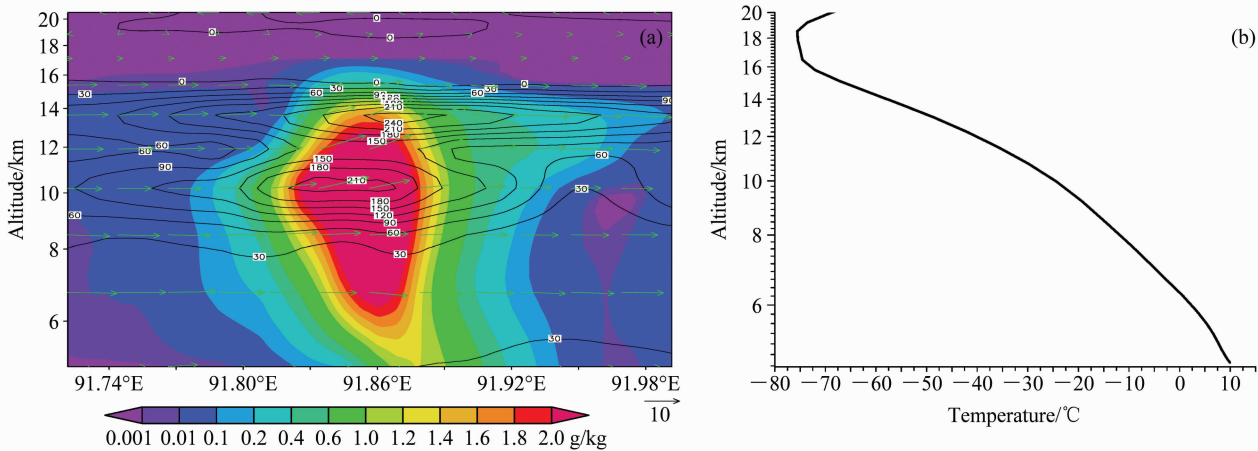


图 3 (a) 20:50 水凝物混合比截面图 (单位: g/kg); (b) 20:50 温度廓线
Fig. 3 (a) The cross section of condensation water mixing ratio at 2050 LST (units: g/kg); (b) temperature profile at 2050 LST